

# Caratterizzazione geofisica dell'acquifero idrotermale dell'area di Panza (Ischia)

A. Aiuppa<sup>(1)</sup>, P. Cosentino<sup>(1)</sup>, A. D'Alessandro<sup>(1)</sup>, R. Di Maio<sup>(2)</sup>, G. Fiandaca<sup>(1)</sup>, D. Luzio<sup>(1)</sup>, R. Martorana<sup>(1)</sup>, N. Messina<sup>(1)</sup>, N. Roberti<sup>(2)</sup>, M.G. Soldovieri<sup>(2)</sup>

(1) Dip. C.F.T.A., Università di Palermo

(2) Dip. Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

Gli obiettivi di questo lavoro sono quelli di ricostruire, con metodologie geofisiche integrate, le principali geometrie tettoniche ed idrogeologiche del territorio di Panza nell'isola di Ischia. La zona è stata scelta in quanto caratterizzata da un'intensa attività idrotermale e deformativa connessa con la presenza di un *reservoir* geotermico. Il settore sud-occidentale di Ischia è infatti uno dei bacini termali più attivi dell'isola. I pozzi e le sorgenti monitorate in quest'area mostrano temperature che arrivano fino a 80°C. Le loro caratteristiche isotopiche possono essere interpretate come il risultato dell'apporto di tre componenti: acque meteoriche, acque marine e fluidi di origine termale caratterizzati da un basso contenuto in Mg e valori dei  $\delta^{18}\text{O}$  negativi, tipici di acque di origine meteorica. In particolare, il basso contenuto di Mg è indice di un'interazione estensiva tra l'acqua e la roccia, che si verifica in un acquifero termale profondo la cui temperatura stimata si aggira intorno ai 150°C. La zona è inoltre caratterizzata da un considerevole degassamento. La composizione chimica ed isotopica dei gas disciolti nelle acque termali è indice di un'interazione attiva fra le acque sotterranee e i fluidi magmatici e del mantello.

I sondaggi geofisici sono stati ubicati in aree in cui sono state osservate anomalie significative del flusso di calore e della concentrazione dei gas disciolti nei fluidi sotterranei. In particolare è stata eseguita una tomografia elettrica 2D fra Sorgeto e Panza e 14 sondaggi TEM distribuiti come mostrato in Fig. 1.



**Fig. 1** – Ubicazione del profilo di resistività e dei sondaggi TEM eseguiti nell'area di Panza (Ischia).

La tomografia elettrica 2D è stata ubicata lungo un profilo di direzione SSO-NNE (Fig. 1) e lunghezza pari a 715 m, utilizzando 144 elettrodi con spaziatura di 5 m, per ottenere la risoluzione laterale a priori ritenuta necessaria. Le misure sono state effettuate con un resistivimetro Syscal Pro a 72 canali. Sono state effettuate due serie di misure con spaziatura interelettrodica minima pari a 10 m, sfalsate di 5 m lungo la linea del profilo. Al fine di raggiungere una profondità di indagine sufficiente

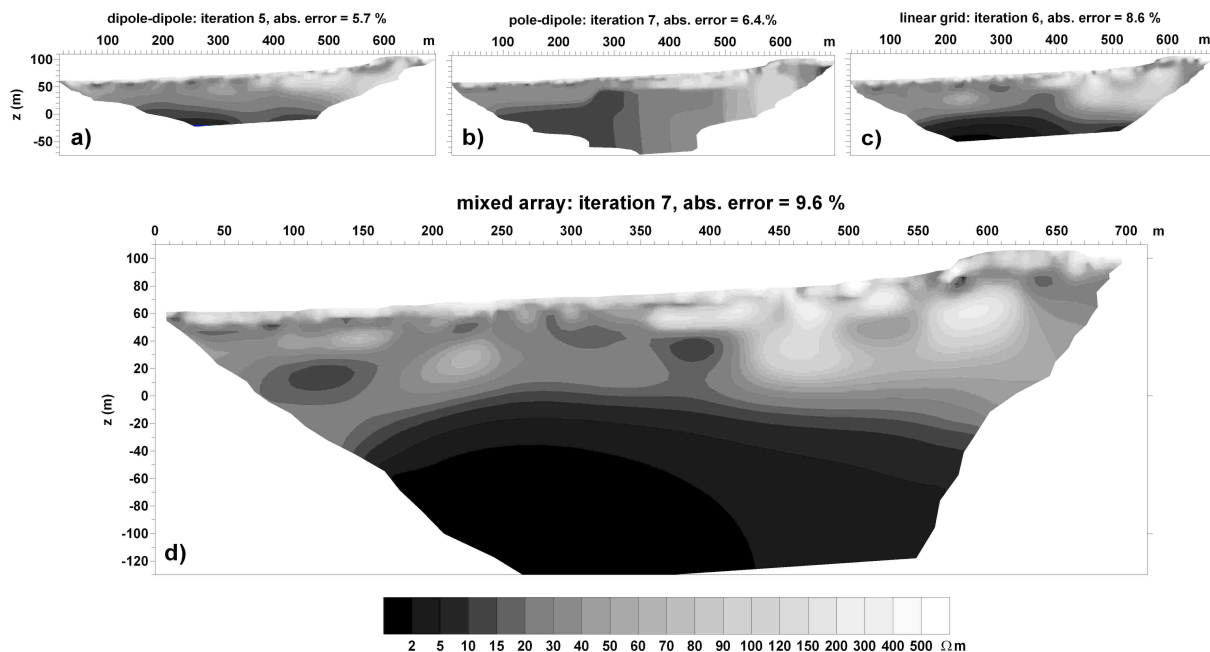
a definire le principali geometrie dell'acquifero, senza tuttavia ridurre la risoluzione nella porzione più superficiale della sezione, e tenendo conto di risultati ottenuti mediante test sintetici (Fiandaca et al., 2005) si è scelto di integrare l'uso di tre differenti configurazioni elettrodiche: polo-dipolo, dipolo-dipolo e linear grid (Capizzi et al., 2007).

Le misure hanno evidenziato errori accidentali con deviazioni standard variabili lungo il profilo, in funzione della profondità e della configurazione elettrodica e numerosi *outliers*, spesso legati ad elevate resistenze di contatto. La prima fase del processing è consistita, quindi, nell'individuazione automatica ed eliminazione degli *outliers*.

L'inversione dei dati è stata effettuata tenendo conto dei considerevoli effetti topografici causati dalla morfologia accidentata. La topografia è stata inclusa nel modello d'inversione usando il metodo agli elementi finiti con maglie distorte. Per il processo di inversione è stato scelto un algoritmo di minimizzazione della norma  $L_1$  del vettore rapporto tra resistività apparente misurata e calcolata (inversione robusta) in quanto quest'ultimo si è mostrato il più idoneo a ricostruire modelli con zone di transizione con alti gradienti di resistività (Ellis and Oldenburg, 1994). Nell'inversione ad ogni equazione di osservazione si è attribuito un peso inversamente proporzionale alla deviazione standard della resistività apparente misurata.

Un'interpretazione preliminare è stata fatta invertendo separatamente i tre set di dati ottenuti con le tre differenti configurazioni adoperate. I modelli relativi agli stendimenti polo-dipolo, dipolo-dipolo e linear grid presentavano rispettivamente norme  $L_1$  degli errori relativi pari al 11,2%, 10,6% e 12,2%. Un'ulteriore inversione è stata realizzata dopo avere eliminato alcuni *outliers* caratterizzati da scarti resistività apparente calcolata/resistività apparente misurata maggiori del 50%. Ciò ha portato a modelli reciprocamente più compatibili con norme  $L_1$  degli errori relativi rispettivamente pari al 5,7%, 6,4% e 8,6% (Fig. 2a, b, c).

In generale essi presentano uno strato superficiale resistivo ( $\approx 500 \Omega \cdot m$ ) di spessore inferiore a 10 m nella parte sinistra della sezione e che aumenta fino a 30-40 m per ascisse maggiori di 350 m. Questo sovrasta un livello alquanto eterogeneo e discontinuo, con valori di resistività che variano da 20 a 200  $\Omega \cdot m$ , e con spessore di circa 50 m. Ad una profondità compresa fra 70 e 130 m si trova il top di una zona fortemente conduttiva, probabilmente correlabile alla presenza del *reservoir* idrotermale.



**Fig. 2** –Modelli ERT 2D ottenuti dall' inversione delle misure effettuate con dispositivo dipolo-dipolo (a), polo-dipolo(b), linear grid (c) e dall'inversione integrata dei tre set di dati (d).

Un modello di resistività più affidabile è stato ottenuto dall'inversione simultanea integrata dei tre set di dati vincolata dai modelli 1D relativi ai tre TEM realizzati lungo il profilo geoelettrico (Fig. 3), nonché da dati relativi a perforazioni effettuate nelle zone limitrofe. Il modello ottenuto (Fig. 2d)

mostra, seppur con leggere differenze, le stesse strutture evidenziate nei modelli precedenti. Questo modello conferma l'andamento del top del conduttivo individuato dal modello relativo al linear grid e ne evidenzia l'elevato spessore e la continuità laterale.

Le principali variazioni laterali potrebbero essere ricondotte alla presenza di faglie o contatti geologici sub-verticali.

Le misure TEM (Nabighian e Macnae, 1988) sono state eseguite con configurazione a spire coincidenti, di forma approssimativamente quadrata e dimensioni del lato comprese tra 40 m e 100 m. L'ampiezza del gradino di corrente utilizzato è stata generalmente pari a 12 A. Questo tipo di configurazione ha permesso sui terreni indagati, caratterizzati da resistività medio-basse, di raggiungere profondità di indagine di circa 250 m.

Per ognuno dei 14 punti di misura sono state acquisite almeno tre curve di scarica del potenziale relative a tre differenti frequenze delle onde quadre di energizzazione al fine di ottimizzare il potere risolvibile delle curve di scarica per differenti intervalli di tempo. Ogni curva è il risultato dello *stacking* di 4096 cicli di misura in modo da ottenere una valutazione statistica affidabile dei dati sperimentali.

Le ubicazioni relative ai TEM 7, 8 e 14 sono state scelte per avere vincoli sull'inversione della ERT. Gli altri TEM sono stati concentrati in aree caratterizzate da importanti anomalie di temperatura e/o concentrazione gassosa nelle acque sotterranee. Alcuni modelli ottenuti dall'inversione 1D delle curve di resistività apparente sono mostrati in Fig. 3. Questi mostrano alcune caratteristiche medie dell'area. Infatti in quasi tutti i modelli, fino ad una profondità compresa tra 50 e 100 m, sono evidenti alternanze di strati conduttivi e resistivi ( $10 \div 100 \Omega \cdot m$ ), con uno spessore complessivo che varia da 20 a 60 m. A profondità maggiori è sempre presente uno strato molto conduttivo (resistività minori di  $3 \Omega \cdot m$ ) di spessore pari a circa 120 m, probabilmente da correlare alla presenza del *reservoir* idrotermale, analogamente a quanto ipotizzato per il conduttivo di base evidenziato dalla tomografia geoelettrica.

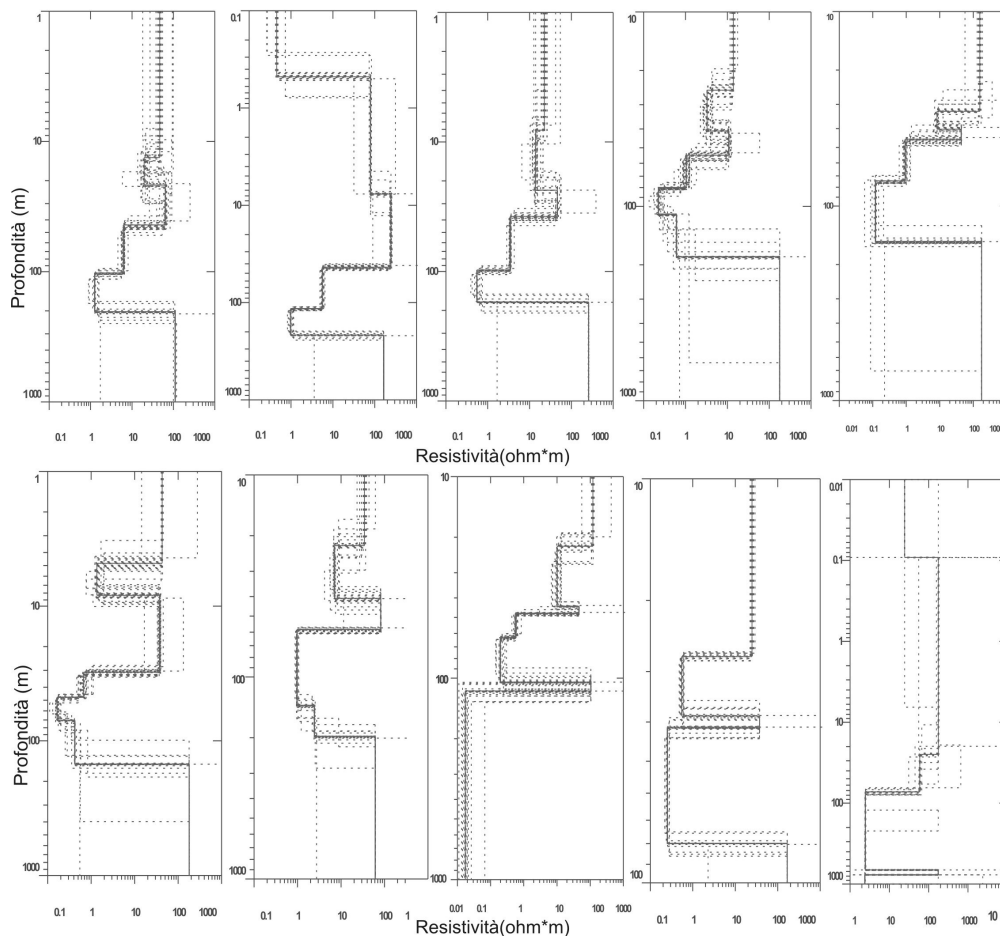
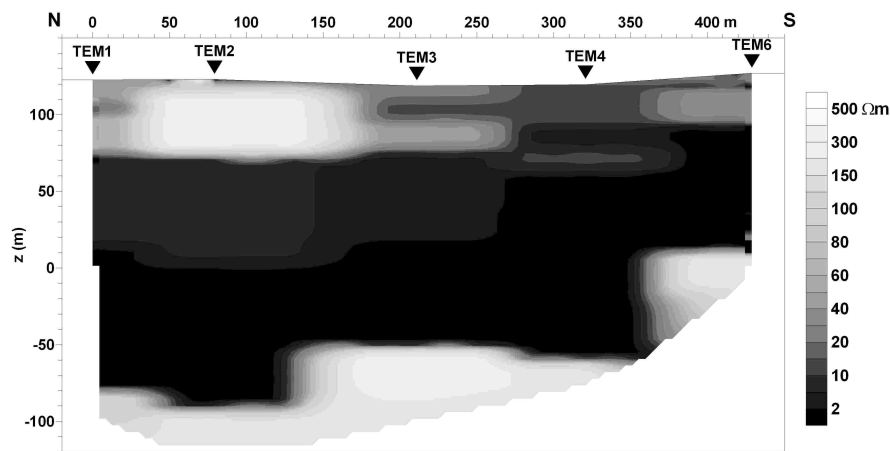


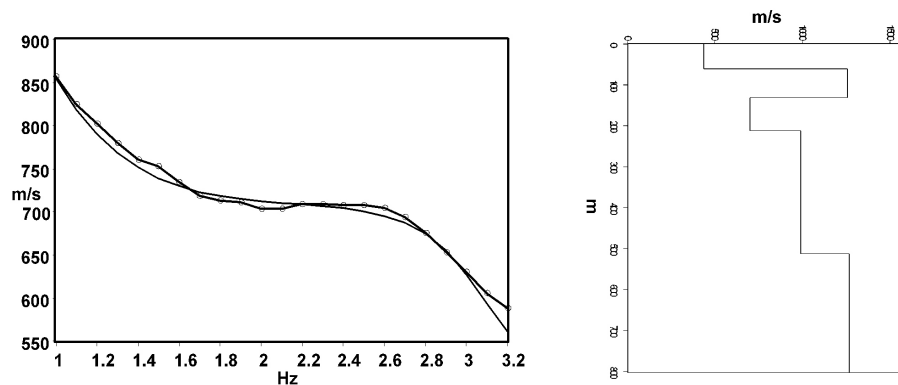
Fig. 3- Modelli d'inversione 1D relativi ad alcuni TEM effettuati.

Infine la parte più profonda dei modelli è caratterizzata da uno strato a resistività relativamente elevata (maggiore di  $100 \Omega \cdot m$ ). La profondità del top è compresa tra 150 m e 200 m. La sezione elettrostratigrafica, ottenuta interpolando i modelli 1D relativi ai TEM 1, 2, 3, 4, 6, è mostrata in figura 4.



**Fig. 4-** Sezione 2D ottenuta dall'interpolazione dei modelli 1D relativi ai TEM 1, 2, 3, 4 e 6.

Nella zona immediatamente a N della tomografia elettrica è stato effettuato anche un sondaggio SPAC (metodo di autocorrelazione spaziale), con distanze  $r$  fra ogni coppia di stazioni sismiche pari a 20, 35, 50 m e tre differenti azimuth equispaziati per ciascuna distanza (Aki K., 1957). Dall'inversione della curva di dispersione sperimentale del primo modo delle onde di Rayleigh, è stato ottenuto il modello d'inversione 1D di velocità delle onde S (Fig. 5). Questo modello mostra caratteristiche geometriche compatibili con quelle del modello di resistività, limitatamente alla zona vicina al sondaggio SPAC.



**Fig. 5 –** Curve sperimentale e teorica relative al sondaggio SPAC (a sinistra) e corrispondente modello di velocità 1D delle onde S (a destra).

## Bibliografia

- Aki K.; 1957: Space and Time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. Bull. Earthq. Res. Inst. 35, 415-457.
- Capizzi P., Cosentino P.L., Fiandaca G., Martorana R., Messina P. e Vassallo S.; 2007: Geophysical investigations in the archaeological site of Himera (Northern Sicily). Near Surface Geophysics, in stampa.
- Ellis R. G. and Oldenburg D.W.; 1994: Applied geophysical inversion. Geophysical Journal International, 116, 5-11.
- Fiandaca G., Martorana R. e Cosentino P.L.; 2005: Use of the linear grid array in 2D resistivity tomography. Proceedings of the Near Surface 2005 - 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo, A023.
- Nabighian, M. N., e Macnae, J., C.; 1988: Time domain electromagnetic prospecting methods, in Nabighian, M. N., Ed., Electromagnetic methods in applied geophysics, 2: 427-520, Society of Exploration Geophysics.